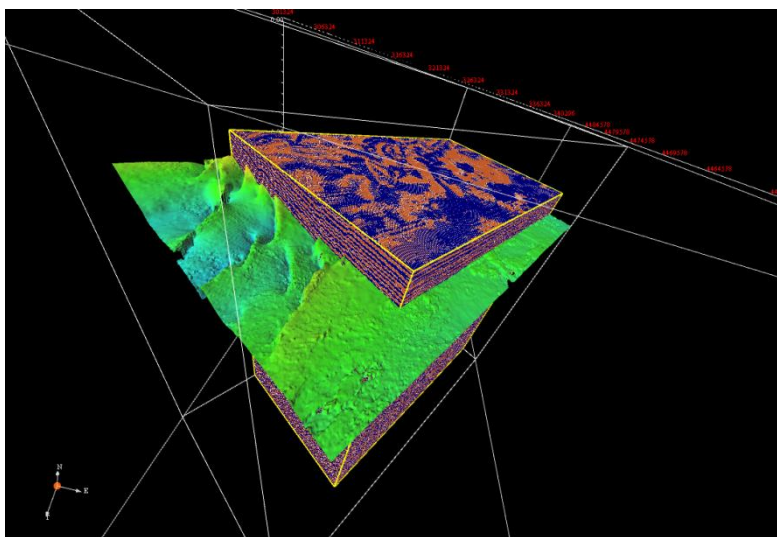


Estructura i evolució tectònica del marge continental de l'Ebre a partir de dades sísmiques 3D

Màster en Ciències del Mar: Oceanografia i Gestió del Medi Marí

Xavier García Sabín
Setembre 2011



Directors: Dr. Ben De Mol, Dpt. Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona.

Dr. Roger Urgeles Esclasans, Dpt. Geologia Marina, Institut de Ciències del Mar (CSIC).

Agraïments

Després d'uns quants anys llargs i intensos sembla que ja s'apropa la llum del final d'una etapa que, incloent el tòpic, tot just sembla que comencés ahir. Ara en comença una altra, desconeguda i diferent i, tot i que es presenta un futur força incert, torno a sentir el formigueig que sentia al principi i sé que això és tot el que necessito per endinsar-me en aquesta nova aventura.

No voldria acabar sense donar els meus més sincers agraïments a:

Dr. Ben De Mol i Dr. Roger Urgeles, directors d'aquest treball. Sense els seus consells i la seva paciència, el resultat que avui aquí presento no seria el mateix.

Dr. Angelo Camerlenghi, que em va donar la oportunitat de col·laborar en el projecte EDINSED 3D i a qui sempre guardaré un especial sentiment de gratitud.

Als meus pares per donar-me sempre més del que tenien.

Als meus amics perquè han sigut i són font d'inspiració en totes les coses que faig.

I finalment a tu, per estimar-me a pesar de mi mateix.

Aquesta tesis està dedicada a la memòria d'en Bernat Jorba Morros.

Sempre et portaré amb mi de viatge company.

Títol:	Estructura i evolució tectònica del marge continental de l'Ebre a partir de dades sísmiques 3D
Autor:	Xavier García Sabín
Directors:	Dr. Ben De Mol Dr. Roger Urgeles Esclasans
Departaments:	Parc Científic de Barcelona (PCB/UB). Geologia Marina (ICM, CSIC)
Presentació:	Setembre de 2011

Resum.

El marge de l'Ebre es localitza al NE de la península Ibèrica i forma part de l'anomenada conca Catalano- Balear. És un marge continental passiu i un clàssic exemple de marge típicament progradant. L'evolució geològica del marge continental de l'Ebre es caracteritza per diferents fases estructurals que són el resultat directe d'una complexa interacció entre processos tectònics compressius i extensius d'edats molt diverses (Roca, 1992).

En aquest projecte s'ha pogut treballar sobre un bloc de sísmica 3D que cobreix una superfície total de 2700 Km² i que es troba localitzat a la plataforma continental i talús superior del marge de l'Ebre. Sobre aquest bloc de sísmica 3D s'ha realitzat l'anàlisi del conjunt d'estructures tectòniques que es poden observar en tota la seva extensió. L'objectiu d'aquest treball és determinar: 1) L'evolució geològica, estructural i tectònica, del marge de l'Ebre 2) L'edat relativa de les estructures geològiques i de les fases de deformació 3) Les causes de la deformació. Les falles digitalitzades han estat posteriorment agrupades en tres famílies clarament diferenciades segons la seva orientació, la seva edat relativa i la seva ubicació en l'espai. Aquestes famílies són: Falles de basament, falles intermèdies i falles subsuperficials. Aquestes 3 famílies de falles es corresponen amb 3 fases extensives d'edats diferents. Una primera fase de rift d'edat Oligocè- Miocè inferior, una segona fase extensional d'edat Pre- Pliocena i una última fase extensiva Plio- Pleistocena i actual. L'anàlisi de les dades ha permès determinar que (A) existeixen canvis d'orientació significatius entre les estructures més antigues (falles de basament) i les més modernes (falles intermèdies i subsuperficials). La diferència d'orientació entre unes i altres estructures és aproximadament d'uns 45°-60°. Aquest fet és indicatiu de la presència d' almenys dos conjunts d'esforços tectònics diferents i (B) les estructures més modernes són de menor magnitud (tant pel que fa a extensió areal com a salt de falla) que les estructures més antigues i, aquestes, estan limitades en l'espai i es concentren majoritàriament en el sector nord-occidental del bloc sísmic.

Continguts

1. Introducció.....	pàg.1
2. Geologia del marge continental de l'Ebre.....	pàg.3
2.1. Situació geogràfica i fisiogràfica de la zona d'estudi.	
2.2. Context tectònic general de la conca Catalano- Balear.	
2.3. Evolució geològica.	
2.4. Ambients i productes sedimentaris.	
2.5. Vulcanisme Neogen.	
3. Dades i metodologia.....	pàg.11
3.1. El procés de digitalització de falles.	
3.2. Integració de les falles en els horitzons.	
4. Resultats.....	pàg.15
4.1. Grups de falles.	
4.2. Reconstrucció dels horitzons amb consideració de les estructures: relació morfologia-tectònica.	
4.3. Tendència i evolució general de les falles.	
5. Discussió.....	pàg.26
6. Conclusions.....	pàg.29
7. Bibliografia.....	pàg.31

Índex de figures

Fig. 1. Mapa batimètric de la zona d'estudi. El requadre blanc representa el bloc de sísmica 3D sobre el qual s'ha treballat. Dades per a la realització del mapa extretes de: <http://topex.ucsd.edu>.

Fig.2 Mapa estructural de la conca Catalano- Balear en el qual es poden observar la varietat d'estructures existents en el marge NW Mediterrani. El requadre vermell engloba de manera general les estructures de gènesi extensiva (falles normals). El requadre blau engloba de manera general les estructures de gènesi compresiva. En el requadre verd es poden observar algunes de les estructures de transferència o strike-slip. (Modificat de Maillard et al., 1992).

Fig. 3. Mapa de l'estructura Cenozoica de la conca Catalano- Balear. Es poden observar clarament els dos dominis principals que la constitueixen (domini catalano- valencià i domini catalano- Balear), dominats per règims tectònics diferents. (Extret de Roca & Desegaulx., 1991).

Fig. 4. Detall cronològic esquemàtic de la evolució estructural del marge continental de l'Ebre. Font taula del temps: Institut Geològic de Catalunya (IGC).

Fig. 5. Tall esquemàtic que mostra l'estructura i estratigrafia general del marge continental de l'Ebre. S'observen els dos grups o seqüències estratigràfiques més importants, la superfície d'erosió generada durant el Messinià i els sistemes turbidítics profunds localitzats al solc de València. (Bertoni *et al.*, 2005; modificat de Nelson & Maldonado, 1990).

Fig. 6. Mapa il·lustratiu de les 4 zones definides en el bloc sísmic (requadre vermell), per tal de facilitar-ne el seu estudi.

Fig. 7. Perfil sísmic que mostra les falles de basament (tipus B) tallant el reflector corresponent a la base del Miocè. Aquestes són falles sinrift. També s'observen les estructures de tipus C i F (C tallen la seqüència miocènica però no tenen influència sobre reflectors més moderns, Les F es propaguen fins a condicions subsuperficials). Totes les falles són de tipus normal. El requadre vermell indica la localització de la línia sísmica dins del bloc.

Fig. 8. Detall del caràcter sinsedimentari de les falles de basament. En el requadre blau s'observa perfectament la variació de potència dels sediments sinrift en les zones afectades per falles (més gruix en el bloc superior). El requadre vermell indica la localització de la línia sísmica dins del bloc.

Fig. 9. Perfil sísmic que mostra les estructures de tipus C i F i la seva influència sobre la seqüència estratigràfica. El requadre vermell indica la localització de la línia sísmica dins del bloc.

Fig. 10a. Mapa estructural en temps (s twtt), corresponent a la base del Miocè i intersecció amb les estructures tectòniques. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

Fig. 10b. Mapa estructural en temps (s twtt), corresponent a la superfície d'erosió del Messiniana i intersecció amb les estructures tectòniques. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32) .

Fig. 10c. Mapa estructural en temps (s twtt), corresponent al límit Pliocè- Pleistocè i intersecció amb les estructures tectòniques. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

Fig. 11. Isòpaca realitzada entre els intervals de temps base Miocè-Messiniana en s twtt. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

Fig. 12. Isòpaca realitzada entre els intervals de temps Messiniana-IntraPliocè en s twtt. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

Fig. 13. Isòpaca realitzada entre els intervals de temps Messiniana-base Pleistocè en s twtt. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

Fig. 14. Isòpaca realitzada entre els intervals de temps base Pleistocè- límit Sicilian-Tirrinian (Rio2) en s twtt. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

Índex de taules

Taula 1. Relació dels horitzons estratigràfics utilitzats ordenats de major a menor edat.

Taula 2. Relació de les característiques principals de les famílies de falles digitalitzades.

Taula 3. Atributs principals de cada grup o família de falles.

1. Introducció

L'evolució geològica del marge continental de l'Ebre es caracteritza per la presència de diferents fases estructurals que són el resultat directe d'una complexa interacció entre processos tectònics compressius i extensius d'edats molt diverses (Roca, 1992).

El marge de l'Ebre es localitza al NE de la península ibèrica i forma part de l'anomenada conca Catalano- Balear. Aquest marge es caracteritza per ser un marge continental passiu i un clàssic exemple de marge típicament progradant (Dañobeitia *et al.*, 1990; Amblàs *et al.*, 2011). A grans trets, el marge continental de l'Ebre es caracteritza per la presència d'un complex patró de clinoformes ben desenvolupades que mostren una clara tendència progradacional i agradacional a escala de marge (Kertznus & Kneller, 2009). Aquesta progradació comença a principis del Miocè i es fa especialment patent al llarg de tot el Pliocè i el Quaternari, amb sediments bàsicament constituïts per una successió de materials terrígens amb una potència superior als 2400 m (Grup Ebre) (Clavell & Berasategui, 1991, Maillard *et al.*, 1992).

El marge continental de l'Ebre Cenozoic ha experimentat un seguit de canvis que han condicionat la manera en com aquest s'ha estructurat. Els successos o processos clau que han donat lloc a aquesta estructuració tant característica es poden situar relativament en el temps. En aquest treball remarcarem o farem èmfasi en dos períodes o etapes importants de la pròpia evolució d'aquest marge, aquestes són: el Miocè i el Pliocè-Quaternari, que queden separats per la important superfície d'erosió Messiniana (Urgeles *et al.*, 2011).

Els moviments tectònics responsables de l'estructuració de la conca Catalano-Balear i del marge continental de l'Ebre en general, són el producte de varies fases de rift (Miocè i Pliocè) que es sobre imposen a una fase compressiva generalitzada, resultat de la subducció de la placa Africana sota la Ibèrica durant el Neogen (Dañobeitia *et al.*, 1990).

L'activitat sísmica d'aquest marge es pot considerar en la actualitat com de caràcter feble o moderat, però no inexistent (Mauffret *et al.*, 1981; Dañobeitia *et*

al.,1990; Escutia & Maldonado, 1992). Aquest fet és simptomàtic, a trets generals, de que la tectònica extensiva ha minvat substancialment des del Neogen.

L'objectiu principal d'aquest treball és el de poder reconstruir, mitjançant l'anàlisi de dades de sísmica 3D, la estructura i la evolució tectònica del marge continental de l'Ebre al llarg de la seva història geològica, si més no dins de l'àrea compresa pel bloc de sísmica de reflexió 3D objecte d'aquest estudi.

La sísmica de reflexió 3D és una de les tecnologies més avançades que s'utilitza actualment en el camp de la geofísica, tant a terra (*onshore*) com a mar (*offshore*), i ofereix un ventall molt ampli d'avantatges respecte de la sísmica de reflexió 2D. Aquesta tècnica permet la obtenció de blocs sísmics amb una alta resolució espacial, que donen imatges detallades del subsòl i que faciliten la interpretació dels cossos sedimentaris, els processos que els formaren i les estructures geològiques en qualsevol orientació en l'espai i al llarg del temps.

L'objectiu d'aquest treball es determinar:

- L'edat relativa de les estructures geològiques i de les fases de deformació.
- Les causes de la deformació.
- L'evolució geològica, estructural i tectònica, del marge de l'Ebre.

2. Geologia del marge continental de l'Ebre.

2.1. Situació geogràfica i fisiogràfica de la zona d'estudi.

La zona d'estudi forma part del marge continental de l'Ebre i es situa a la part nord occidental del mar mediterrani. Aquest marge s'estén des del Cap Salou al nord (41°N 05') fins a les illes Columbrets al sud (39°N 45') i queda emmarcat geològicament dins de l'anomenada conca Catalano-Balear. La plataforma de l'Ebre és una de les plataformes més amples de tot el marge Mediterrani nord-

occidental, té una amplada que pot arribar en determinats punts als 70 km i està solcada en la seva part més externa per diversos canyons, de mides modestes, que desemboquen al canal de Valencia (Amblàs *et al.*, 2006).

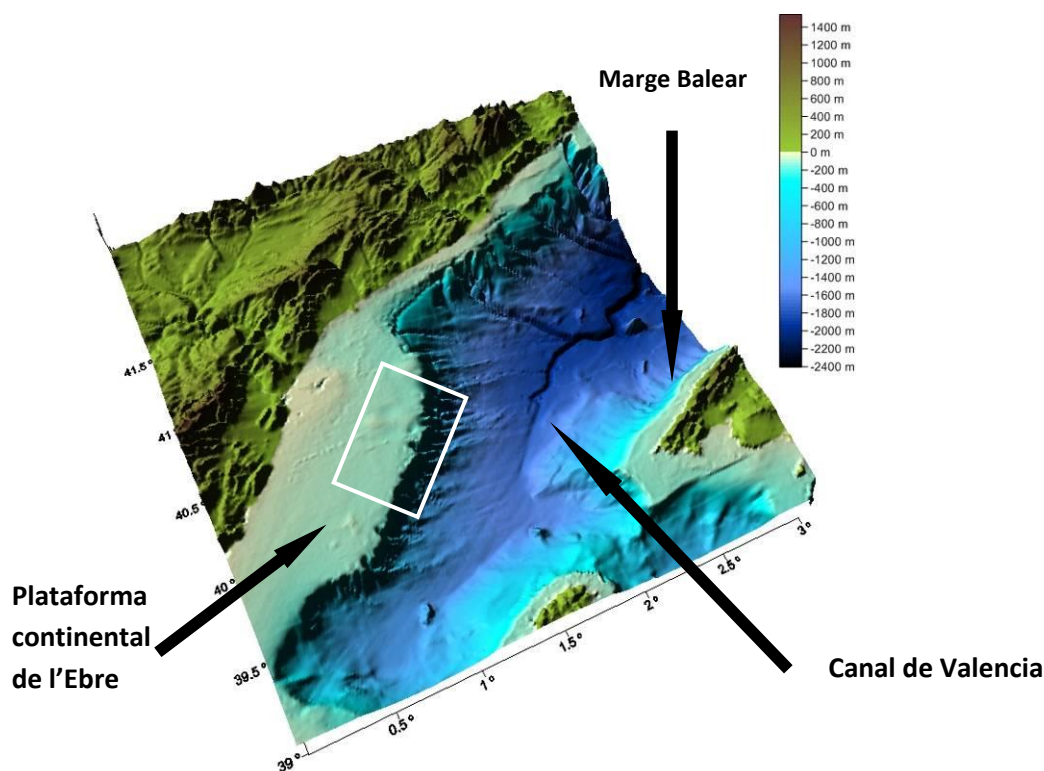


Fig. 1. Mapa batimètric de la zona d'estudi. El requadre blanc representa el bloc de sísmica 3D sobre el qual s'ha treballat. Dades per a la realització del mapa extretes de: <http://topex.ucsd.edu>.

La conca Catalano- Balear és una depressió profunda oberta al NE cap al golf de Lió, que es va fent més somera cap al SW i s'acaba tancant al canal d'Eivissa, en el punt on les illes Balears són més a prop de la costa peninsular. Aquesta conca té els seus orígens en el trànsit Paleogen-Neogen (Roca, 1992), i presenta certes característiques estructurals que la diferencien de la resta de conques de la Mediterrània Occidental. Així doncs, morfològicament parlant, aquesta conca es caracteritza per dos trets fonamentals. En primer lloc, per ser solcada per una vall submarina profunda (canal de Valencia) que es disposa longitudinalment al llarg de l'eix de la conca i que mostra un pendent suau cap al NE fins a desembocar a la conca Liguro- Provençal. Aquesta vall es presenta actualment ben desenvolupada a les parts central i nord-oriental de

la conca i té localment una morfologia meandriforme (Dañobeitia *et al.*, 1990). En segon lloc, es caracteritza també per mostrar una asimetria ben marcada entre llurs marges continentals (Fig.1). (Roca, 1992, Dañobeitia *et al.*, 1990).

2.2. Context tectònic general de la conca catalano-Balear

A trets generals, a la conca Catalano-Balear i en tot el marge continental de l'Ebre, es poden observar i distingir un conjunt important d'estructures tectòniques de gènesis molt diverses. Així doncs, es poden identificar estructures de tipus extensives (falles normals que es localitzen geogràficament al llarg de tot el marge català i en el sector central de la conca), estructures de tipus compressives (falles inverses i encavalcaments que es localitzen principalment en el sector que constitueix el promontori balear) i un conjunt d'estructures transversals (falles de transferència o de strike-slip) que apareixen formant clares zones distensives identificables al llarg de tota la conca i també a terra (Fig.2). Aquestes últimes estructures estan estretament relacionades amb l'estructuració de tot el mediterrani NW (Vegas *et al.*, 1992, Maillard *et al.*, 1992).

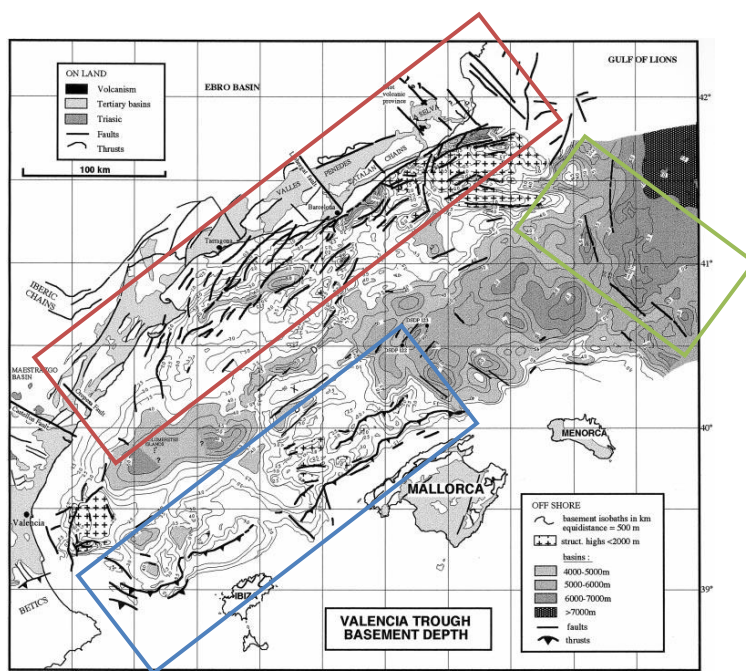


Fig.2 Mapa estructural de la conca Catalano-Balear on s'observa la varietat d'estructures existents al marge NW Mediterrani. El requadre vermell engloba primordialment les estructures de gènesi extensiva (falles normals), el requadre blau engloba de manera general les estructures de gènesi compressiva i el requadre verd remarca algunes de les estructures de transferència o strike-slip. (Modificat de Maillard *et al.*, 1992).

2.3. Evolució geològica

El Mesozoic

Tot i que s'ha dit que l'origen de la formació de la conca Catalano- Balear correspon al trànsit Paleogen- Neogen, cal esmentar que els processos dinàmics i tectònics que van tenir lloc durant el Mesozoic en aquesta zona han condicionat en gran mesura tota l'estructuració posterior del marge continental de l'Ebre. Així doncs, s'ha constatat que durant el Mesozoic l'àrea d'estudi va estar sotmesa a una situació clarament extensiva que va donar lloc a un vulcanisme alcalí i a la formació d'àmplies i profundes cubetes orientades E-SW i WNW-ESE i que s'aprofundeixen gradualment cap al SE (Roca, 1992., Doglioni *et al.*, 1997, Gueguen *et al.*, 1998, Roca *et al.*, 1999).

El Paleogen i el Miocè

A finals del Cretaci superior i principis del Paleogen va tenir lloc una primera fase compressiva d'orientació N-S, fruit de la convergència entre les plaques Africana i Euroasiàtica, que va originar l'aixecament de les antigues cubetes Mesozoiques (Anadón *et al.*, 1979, Salas, 1987, Guimerà & Alvaro, 1990).

L'extensió associada que afecta al marge NW del Mediterrani, va començar a principis de l'Oligocè al sud de França i va anar migrant posteriorment cap al sud-oest afectant el sector nord-est del canal de Valencia a finals de l'Oligocè i principis del Miocè (Aquitanià) (Roca *et al.*, 1999). Així doncs, el canal de Valencia ha estat definit com un sistema de rift que va ser actiu durant l'Oligocè superior i el Miocè inferior (Maillard & Mauffret, 1999, Roca *et al.*, 1999, Rosembaum, 2002).

Durant el Neogen, l'estructura de la conca Catalano-Balear es caracteritza per la presència de dos dominis estructurals amb una clara evolució tectònica diferent (Roca, 1992, Bartrina *et al.*, 1992, Banda & Santanach, 1992). Aquests dominis són, per una banda el domini Catalano- Valencià que inclou les àrees de la conca afectades exclusivament per un règim extensiu (N i NE del canal de Valencia, Cadenes Costaneres Catalanes i SE de la península ibèrica) i per l'altra, el domini Betico-Balear que comprèn les àrees afectades per estructures

compressives (SE del canal de Valencia, promontori balear i Bètiques orientals). (Fig.3)



Fig.3. Mapa de l'estructura Cenozoica de la conca Catalano-Balear. Es poden observar clarament els dos dominis principals que la constitueixen (domini catalano- valencià i domini Bètico-Balear), dominats per règims tectònics diferents. (Extret de Roca & Desegaulx., 1991).

Al domini Catalano-Valencià, l'edat de transició entre el règim compressiu i extensiu està compresa entre l'Oligocè terminal (caracteritzat pels sediments sin-compresius més moderns) i l'Aquitanià (caracteritzat pels dipòsits sinrift més antics i que omplen els half-grabens situats onshore) (Parcerisa *et al.*, 2007).

L'etapa de rift va estar controlada per grans falles lítriques que són el resultat de la inversió tectònica de les falles inverses Paleògenes de les Cadenes Costaneres Catalanes (Sàbat *et al.*, 1997, Roca *et al.*, 1999).

Com a resultat de l'estructuració del domini Catalano-valencià, sobre el qual se situa la zona d'estudi, es produeix un extens sistema de "horsts" i "grabens" limitats per falles d'orientació ENE-WSW a N-S (Solé Sugrañes., 1978, Roca, 1992). Per contra, el domini Bètico-Balear, ve caracteritzat per la presència d'un sistema d'encavalcaments i plecs dirigits majoritàriament cap al NW que es corresponen a la prolongació nord- oriental del Sistema Bètic (Roca, 1992).

L'etapa de post-rift en el domini Catalano-Valencià, va començar al Languià i està caracteritzada per: la atenuació de l'activitat tectònica, el reompliment dels grabens generats durant l'Oligocè superior i l'increment de la transferència de

sediment cap a la plataforma continental, afavorint la progradació de la plataforma i el talús continental. (Evans & Arché., 2002). En el domini Bètico-Balear per contra, la compressió bètica és substituïda per un règim extensiu durant el Serraval·lià, relacionat amb l'obertura de la conca nord-africana i que dóna lloc al col·lapse de l'edifici d'encavalcaments (Roca, 1992).

Així doncs, els marges Est i Sud-Est de la Península Ibèrica van ser afectats durant el Neogen per una etapa de rift tectònic que es va sobreposar a les estructures generades durant l'orogènia alpina (Dañobeitia *et al.*, 1990), mentre que a la part més oriental de la conca tenia lloc coetàniament una fase compressiva, producte de la subducció de la placa Africana sota la Ibèrica.

El Messinià i el Plio-Quaternari

Durant el Messinià, el mar Mediterrani va quedar aïllat respecte de l'oceà Atlàntic i de l'Índic, degut al moviment compressiu entre les plaques Africana i Euroasiàtica i a canvis glacio-eustàtics que es van traduir en una sobtada baixada del nivell del mar (Ryan, 1976; Clauzon, 1982), produint una dessecació parcial o total de la conca (Ryan, 1976) que va ocasionar la exposició subaèria dels marges continentals del Mediterrani fa aproximadament uns 5.96 Ma (Ryan., 1976; Rouchy & Caruso., 2006) i la precipitació de grans dipòsits evaporítics (més de 2 Km de gruix) al centre de la conca (Ryan & Cita, 1978., Escutia & Maldonado, 1992., Maillard *et al.*, 2006, Urgeles *et al.*, 2011). L'exposició subaèria durant aquest període, va condicionar una llarga fase erosiva i de no deposició sedimentària, que va produir la incisió de sistemes fluvials profunds i la generació d'una superfície erosiva regional, la discordança del Messinià (Cita & Ryan., 1978, Urgeles *et al.*, 2011).

A principis del Pliocè, fa aproximadament uns 5.3 Ma, es va produir una ràpida pujada del nivell del mar, gràcies a l'obertura de l'actual estret de Gibraltar que va restablir les condicions marines de la conca (Campos *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993, Garcia-Castellanos *et al.*, 2009).

A finals del Pliocè i durant el Quaternari es produeix una segona fase extensiva que dóna lloc a la configuració actual del marge continental de l'àrea d'estudi (Roca, 1999) (Fig.4).

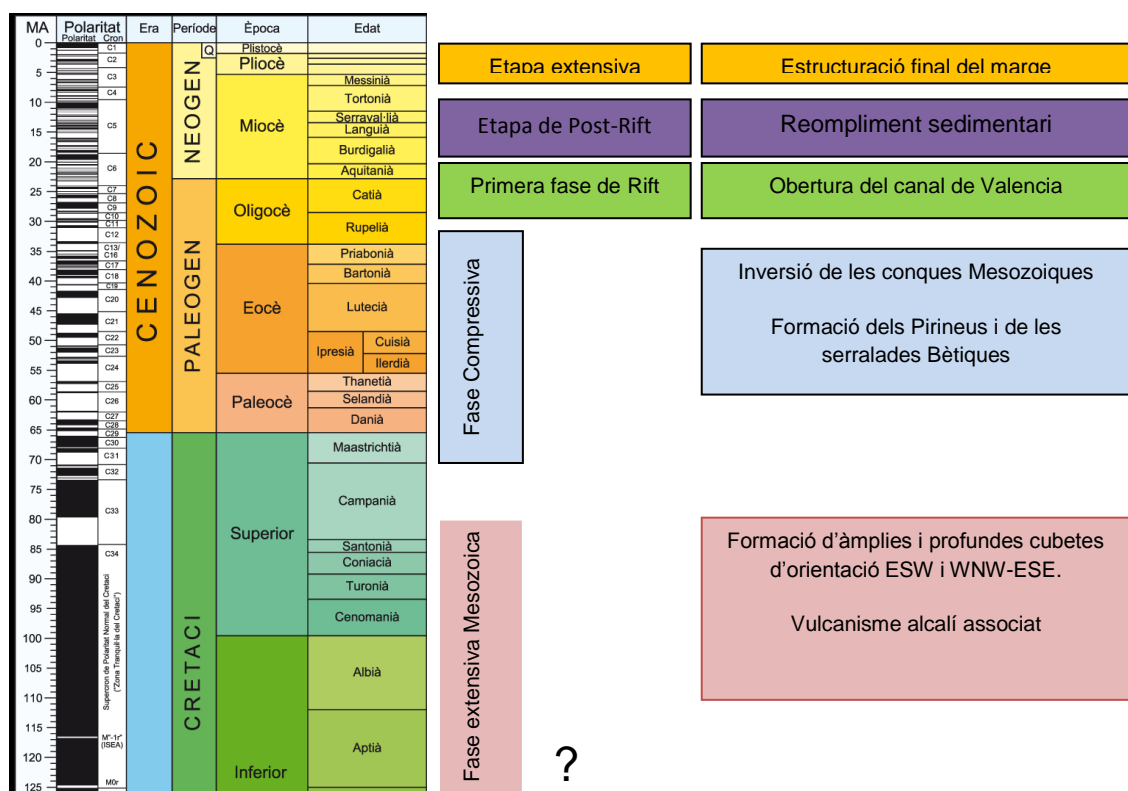


Fig.4. Detall cronològic esquemàtic de la evolució estructural del marge continental de l'Ebre. Font taula del temps: Institut Geològic de Catalunya (IGC).

2.4. Ambients i productes sedimentaris.

Les variacions climàtiques que van tenir lloc durant el Quaternari i que es tradueixen en els diversos períodes glacials i interglacials, pujades i baixades del nivell del mar, van tenir un fort control sobre la estructuració actual del marge, condicionant així el tipus de sedimentació, la distribució del sediment i els canvis en la circulació marina entre d'altres factors (Nelson & Maldonado 1991). L'evolució sedimentària de la conca Catalano-Balear presenta diferències substancials entre els dos dominis principals que la constitueixen. En aquest apartat s'exposarà de forma sintètica, quines són les seqüències deposicionals més importants en la zona d'estudi (domini Catalano-Valencià), durant els períodes tectònics més rellevants.

Oligocè

La major part de les successions Oligocenes corresponen a dipòsits de conglomerats, gresos i lutites vermelles que tenen el seu origen en la formació

de sistemes de ventalls al·luvials. També es troben materials carbonàtics d'origen lacustre (calcàries i dolomies) i ocasionalment petits dipòsits d'evaporites. Aquestes successions sedimentàries poden arribar a tenir varis milers de metres de potència en les zones de fosses (grabens). En les zones de llindars estructurals (horsts) van predominar, en canvi, els processos de meteorització i erosió. (Folch & Guillèn, 1992).

Miocè

A principis del Miocè (Aquitanià) s'observen en el registre, successius cicles transgressius i regressius. Aquest fet es indicatiu d'una influència marina cada vegada més forta sobre zones més internes del marge continental (ascens del nivell del mar). Durant el Burdigalià i fins al Serraval·lià però, la sedimentació va estar marcada per una sobtada i generalitzada baixada del nivell del mar (Folch & Guillèn, 1992). Es produeix la sedimentació de ventalls al·luvials de les zones internes emergides i es desenvolupen, sobre els llindars estructurals existents, plataformes carbonatades amb bioconstruccions d'esculls coral·lins i algues rodofícies (bàsicament durant el Languià). Durant el Serreval·lià i el Tortonià es diposita la megaseqüència progradant coneguda com a Grup Castelló (Evans & Arché., 2002), constituïda bàsicament per materials lutítics a la base i materials arenosos a sostre.

Pliocè- Quaternari

La sedimentació Plio- Pleistocena en el marge continental de l'Ebre va estar fortament influenciada per el relleu topogràfic generat durant la Crisis de Salinitat Messiniana (MSC) (Nelson & Maldonado., 1990).

La darrera megaseqüència que s'observa en el marge continental de l'Ebre és d'edat Plio-Quaternaria i correspon amb el Grup Ebre (Stampfli & Höcker, 1989, Nelson & Maldonado, 1990, Kertznus & Kneller, 2009). La part superior d'aquesta megaseqüència està dominada per la deposició de lòbuls, complexos de canals-levee al glacis continental, i sistemes turbidítics ben desenvolupats (Nelson & Maldonado, 1990) (Fig.5).

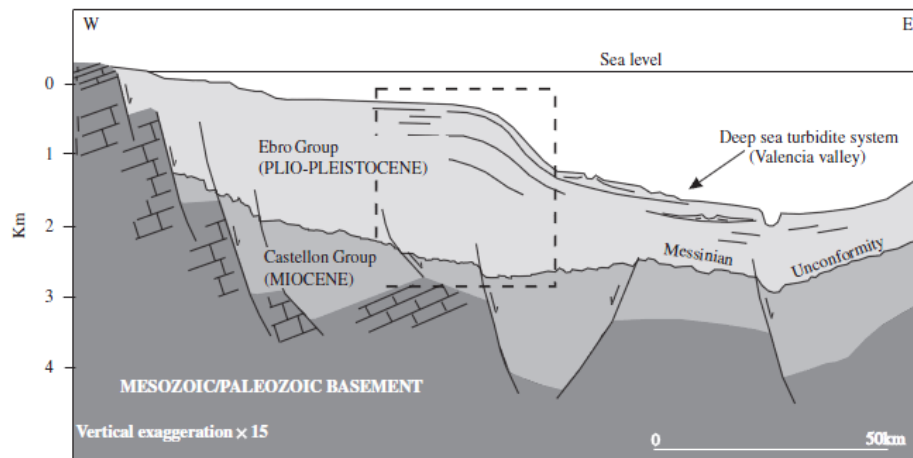


Fig.5. Tall esquemàtic que mostra l'estructura i estratigrafia general del marge continental de l'Ebre. S'observen els dos grups o seqüències estratigràfiques més importants, la superfície d'erosió generada durant el Messinià i els sistemes turbidítics profunds localitzats al solc de València. (Bertoni *et al.*, 2005; modificat de Nelson & Maldonado, 1990).

2.5. Vulcanisme Neogen

La formació i posterior evolució neògena de la Conca Catalano-Balear va anar acompanyada d'una alta activitat magmàtica extrusiva, fruit dels processos de rift que es van originar (Roca, 1992). Aquesta activitat volcànica es troba en el registre com a una sèrie d'edificis volcànics d'edats compreses entre l'Oligocè superior i l'actualitat. Es poden diferenciar clarament, mitjançant el seu estudi petrològic i geoquímic, dues fases o cicles volcànics separats en el temps (Maillard *et al.*, 1992). Així doncs, tenim un primer registre de roques calcoalcalines d'edat Oligocè superior- Miocè mitjà i un segon constituït per roques alcalines d'edat Miocè superior- Pleistocè (Holocè) (Roca, 1992., Muñoz *et al.*, 2005). Les illes Columbretes són un bon exemple d'aquest últim episodi volcànic. Aquest vulcanisme de tipus alcalí està associat a un aprimament de l'escorça Cenozoica i al moviment de cisalla en sentit sinistre al llarg de la megacisalla que s'estén des de l'extrem septentrional del Marroc fins al mar del Nord, a través de la conca d'Alboran, la conca de València, la conca de Lió, França i Alemanya (Muñoz *et al.*, 2005).

3. Dades i Metodologia.

La recollida de dades en 2D es produeix sempre al llarg d'una única línia de receptors i per tant, la "imatge" resultant representa només una única secció de dades sota aquesta línia. Desafortunadament, aquest mètode no sempre produeix una "imatge" clara de la geologia existent, ja que molt sovint les dades en 2D poden ser distorsionades a causa de les difraccions i altres events produïts per estructures geològiques que es trobin fora d'aquesta línia sísmica. Aquest fet dificulta en gran mesura la bona interpretació de les dades obtingudes (Davies *et al.*, 2004).

Degut a que les ones sísmiques viatgen al llarg de fronts d'ona esfèrics, aquestes tenen una superfície areal ben marcada. Una imatge verdaderament representativa del subsòl només es possible quan es mostreja en la seva totalitat la superfície o front d'ona esfèric (Davies *et al.*, 2004).

La sísmica en 3D es capaç d'oferir una major precisió que la sísmica 2D en les imatges de les ones reflexades, ja que aquesta utilitza alhora múltiples punts d'observació. Així doncs, en sísmica 3D es desplega una xarxa de geòfons i de fonts sísmiques al llarg de tota l'àrea que es vol analitzar. El resultat és un cub de dades sísmiques que ha estat mostrejat des de múltiples angles (azimuth) i distàncies (offsets) (Davis *et al.*, 2004).

Aquest treball es centra en el bloc de sísmica 3D de 2700 km² (47x63km) obtingut a la plataforma de l'Ebre per la companyia Petroleum Geo Services (PGS) sota comanda de la petrolera British Gas BV a l'any 2002, localitzat a la plataforma de l'Ebre (Fig.1).

La orientació de les línies d'adquisició de les dades es paral·lela al marge, per tant, les seccions paral·leles o *inlines* seran també paral·lels al propi marge, mentre que les seccions transversals o *crosslines* seran pràcticament perpendiculars al marge.

Les dades sísmiques utilitzades son de tipus SEG de polaritat normal, es a dir, que un augment en la impedància acústica es correspon amb una amplitud positiva. Aquestes dades han estat processades mitjançant fase zero i

migrades amb un únic pas de migració en el domini del temps (non-zero offset). El resultat final és un cub sísmic amb cel·les horitzontals de 12'5 x 12'5 m i amb un interval de mostreig de 4ms.

Per tal de facilitar la visualització i interpretació de les falles, s'ha realitzat el càlcul de l'atribut 3D de coherència sísmica, que mostra la similitud entre les traçes sísmiques. La coherència realitza mesures de similitud entre traçes adjacents a partir del càlcul de la similitud de les formes d'ona localitzades tant en direccions paral·leles (*inlines*) com en direccions perpendiculars (*crosslines*). S'obté així, una estimació tridimensional de la coherència sísmica per a tot el bloc. Generalment, les petites regions de traçes sísmiques tallades per superfícies de falla, presenten un caràcter sísmic diferent a la de les regions corresponents a traçes veïnes no intersectades per aquestes estructures. Aquest fet dona lloc a una marcada discontinuïtat en la coherència local mesurada traça a traça. El càlcul de la coherència per a cada punt de malla al llarg de llesques de temps (*time slice*), dóna lloc a línies de baixa coherència visibles al llarg de tota la superfície de les falles.

3.1. El procés de digitalització de les falles.

La interpretació de les falles està basada en la digitalització i la assignació de segments de falla en talls sísmics verticals o en llesques de temps o profunditat. El procés de digitalització de les falles ha estat realitzat de forma interactiva mitjançant dades d'amplitud i de coherència sísmica. Aquest procés es realitza en base al seguiment, cada 10 línies sísmiques (o cada 5 línies en les zones més complexes), dels reflectors que mostren discontinuïtat i salts verticals apreciables mitjançant el software d'interpretació sísmica SMT *Kingdom suite 8.5*.







La digitalització de les falles ha estat realitzada seguint el següent procés:

- 1) Sobre el Mapa Base del bloc es genera un segment de tipus *crossline* (secció perpendicular a la direcció d'adquisició de les dades) o un segment de tipus *inline* (paral·lel a la direcció d'adquisició de les dades) que ens dóna un perfil d'amplituds o línia sísmica de la zona desitjada.

- 2) Amb aquest, es realitza una llesca de temps o *timeslice*. El *timeslice* ens dóna una secció horitzontal en temps del cub en el punt desitjat tant per a l'atribut d'amplituds com pel de coherència. Aquest últim atribut és molt útil en la visualització i seguiment de les estructures de fractura, ja que la coherència és un atribut que ens remarca lateralment les zones de no continuïtat espacial d'un reflector determinat. Així doncs, les falles, i també altres estructures estratigràfiques, queden moltes vegades de manifest sobre les llesques de temps o *timeslice*.
- 3) Sobre els perfils o línies sísmiques generades, s'interpreten i es digitalitzen de forma manual els plans que tallen o generen discontinuïtats (falles) sobre els reflectors visualitzats. La digitalització s'ha de realitzar sempre de la mateixa manera, es a dir, que totes les falles han de ser digitalitzades seguint el mateix patró: de dalt cap a baix. Els segments realitzats són en un principi falles sense assignar (unassigned fault). Cada segment digitalitzat es representa alhora sobre el *timeslice* generat com a un punt, cosa que facilita moltes vegades la pròpia correcció i seguiment de la falla.
- 4) El segment digitalitzat es seguit al llarg de totes les línies sísmiques en el que aquest aparegui. Quan la estructura desapareix al llarg de les diverses línies sísmiques, es dóna per finalitzada la digitalització d'aquest segment i se li assigna un nom. Una vegada assignat el segment, el programa l'interpreta com a falla pròpiament dita.
- 5) Les falles són designades posteriorment segons la seva edat relativa. Així doncs, en aquest treball hem assignat la lletra B per a les falles que tallen la base del Miocè, la C per a les falles intermèdies i la F per a les que tallen els reflectors Pliocens.
- 6) Per últim, el propi programa realitza una interpolació en tres dimensions de la superfície digitalitzada mitjançant el mètode de Flex gridding; un algoritme d'interpolació matemàtica que realitza malles rectangulars flexibles a partir de la distribució espacial de les dades d'entrada i les sèries específiques de les coordenades de sortida.

Els horitzons que han servit de base per a la datació relativa de les estructures provenen de Lago (2010) i Grosso (2010). Els horitzons utilitzats es recullen a la Taula 1.

Taula 1. Relació dels horitzons estratigràfics utilitzats ordenats de major a menor edat.

Horitzó	Edat (Ma)	Color de referència a les seccions sísmiques
Base Miocè (Lago 2010)	23	
Superfície d'erosió Messiniana (Urgeles et al., 2011)	5.3	
Superfície IntraPliocè (Lago 2010)	2.6	
Base Pleistocè (Grosso, 2010)	1.8	
Límit Calabria-Sicília (Rio 1) (Grosso, 2010)	0.8	
Límit Sicília-Tirriniana (Rio 2) (Grosso, 2010)	0.1	

3.2. Integració de les falles en els horitzons.

La digitalització de les falles permet un millor control per als algoritmes que fan el seguiment dels reflectors al llarg del bloc sísmic 3D. Per aquest motiu hem recalculat els horitzons digitalitzats a Lago (2010) i Grosso (2010) i confeccionat les noves malles rectangulars (gridding) tenint en compte les falles digitalitzades en aquest treball. El procés és el següent:

1. En primer lloc es necessari realitzar un ajustament previ dels horitzons (snapping) per tal de filtrar errors en la digitalització manual.
2. Després es realitza una digitalització automàtica ("basic autopicking") amb les falles prèviament suavitzades mitjançant un filtre de tipus promig de 7x7nodes.
3. Posteriorment i mitjançant l'algoritme flexgrid, es realitzen les malles per a cada horitzó i el càlcul dels polígons resultat de la intersecció de les falles sobre un horitzó.

4. S'utilitza un pas de malla de 25x25 (amb un factor de suavitzat de 3) amb un ajustament a les dades de tipus curvatura mínima de 0.3. Aquest ajustament actua sobre les característiques tensionals de la malla.
5. L'horitzó final incorpora, a més, els resultats de l'extracció dels atributs de coherència i amplitud, dels horitzons seleccionats.

4. Resultats.

4.1. Grups de falles.

En el bloc de sísmica 3D s'ha realitzat la digitalització d'un total de 300 falles que han estat posteriorment agrupades en tres famílies clarament diferenciades segons la seva orientació, la seva edat relativa i la seva ubicació en l'espai (Taula 2). Aquestes són: falles de basament, falles intermèdies i falles superficials. Existeix un grup reduït d'estructures de basament que no pertanyen a cap d'aquestes famílies i que han sigut classificades com de tipus B'. Totes les falles observades a l'àrea d'estudi són de tipus normal i, per tant, responen a esforços principalment extensius, encara que alguna d'elles pot tenir una component de cisalla. En la Taula 3 es mostren els atributs principals de les famílies d'estructures observades en el bloc sísmic. Posteriorment, s'ha subdividit el bloc sísmic en zones numerades (de 1 a 4) per tal de facilitar-ne la seva descripció. Aquesta divisió s'ha realitzat en base a la presència, densitat i magnitud areal dels diferents grups d'estructures digitalitzades (Fig.6).

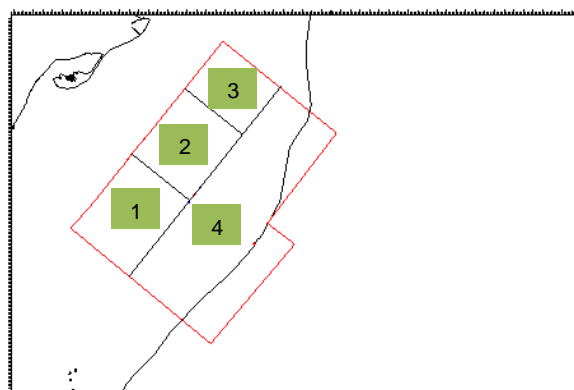






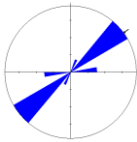
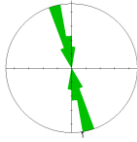
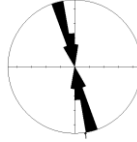
Fig.6. Mapa il·lustratiu de les 4 zones definides en el bloc sísmic (requadre vermell), per tal de facilitar-ne el seu estudi.

Taula 2. Relació de les característiques principals de les famílies de falles digitalitzades.

Família	Orientació	Cabussament	Ubicació	Edat	Salt de Falla*	Color
Falles de tipus B	NE-SW	SE	Basament	Oligocè-Miocè	0.120	
Falles de tipus C	NW-SE	NE, SW	Intermèdies	Pliocè	0.029	
Falles de tipus F	NW-SE	NE, SW	Subsuperficials	Plio-Pleistocè	0.092	
Falles de tipus B'	E-W	N	Basament	Oligocè-Miocè	0.117	

* Valor màxim promig. Mesures en temps, segons twtt (two way travel time).

Taula 3. Atributs principals de cada grup o família de falles.

		Falles de Basament B i B'	Falles Intermèdies C	Falles superficials F
Atributs generals	Longitud Promig	2-18 Km	<1-8 Km	<1-10 Km
	Direcció de capa promig / cabussament	 40-60/SE	 158-175/NE 158-175/SW	 157-174/NE 157-174/SW
	Densitat (xfalla/Km ²)	0.033	0.043	0.036
	Caràcter sinsedimentari	Sí	Sí	Sí

Falles de tipus B:

Són falles de basament, tallen la base del Miocè i presenten una orientació general NE-SW. Tenen cabussament principalment cap al SE, tot i que es pot observar excepcionalment cabussaments conjugats cap al NW. Es troben situades a la zona central i nord-oriental del bloc sísmic (zona 4) i representen,

en el seu conjunt, el grup amb una densitat relativament menor (0.033 falles/km²). Es tracta de grans estructures que poden arribar als 18 Km de longitud i amb salts de falla màxims de fins a 0.120 s two way travel time (twtt). (Fig.7). Aquestes estructures presenten un marcat caràcter sinsedimentari i és fàcil observar variacions en els gruixos sedimentaris, principalment dels sediments oligocens, allà on aquestes falles es fan patents (en el bloc superior, el gruix creix cap a la falla) (Fig.8), fet indicatiu de que aquestes estructures eren actives coetaniament a la sedimentació en aquest període. Aquestes estructures rarament tenen una continuació cap a horitzons estratigràfics superiors, tret d'alguna excepció ocasional en la que poden arribar a tallar el reflector corresponent a la superfície d'erosió messiniana.

Falles de tipus C:

Són falles intermèdies que tallen els reflectors miocens però que rarament travessen els reflectors pliocens. Aquestes estructures presenten una orientació general NW-SE amb cabussaments tant cap al E com cap al W i es concentren principalment a la zona occidental del bloc sísmic (zones 1, 2 i 3). Tenen una densitat relativament més elevada que els altres dos grups de falles (0.043 falles/km²). Es tracta d'estructures de magnitud relativament baixa, amb longituds totals màximes de 8 Km i amb salts de falla promig molt petits (0.029 s twtt) (Fig.9).

Falles de tipus F:

Són falles que s'arrelen a la base del Miocè i que es propaguen al llarg de tota la seqüència estratigràfica Cenozoica fins prop de la superfície del fons marí. Tenen una orientació general NW-SE i cabussen tant cap al Est com cap al Oest. Aquestes estructures es localitzen en el mateix sector que les estructures de tipus C (zones 1, 2 i 3) i tenen una densitat relativament superior a les estructures del basament (0.036 falles/km²). Es tracta d'estructures de magnitud moderada/baixa, amb longituds totals màximes de fins a 10 km i salts de falla relativament petits (0.092 s) (Fig.9).

Falles de tipus B':

Són falles de basament que presenten orientacions substancialment diferents a la tendència general de la resta d'estructures de tipus B. Aquestes presenten una orientació general E-W i són aproximadament perpendiculars a les estructures de tipus B. Es tracta d'un grup molt reduït d'estructures i apareixen de manera puntual, majoritàriament en el sector nord-oriental del bloc sísmic (zona 3). Són estructures de magnitud relativament gran, amb longituds totals màximes de 10-12 km i salts de falla màxims de fins a 0.117 s. Aquestes estructures no tenen una continuïtat cap a horitzons estratigràfics superiors.

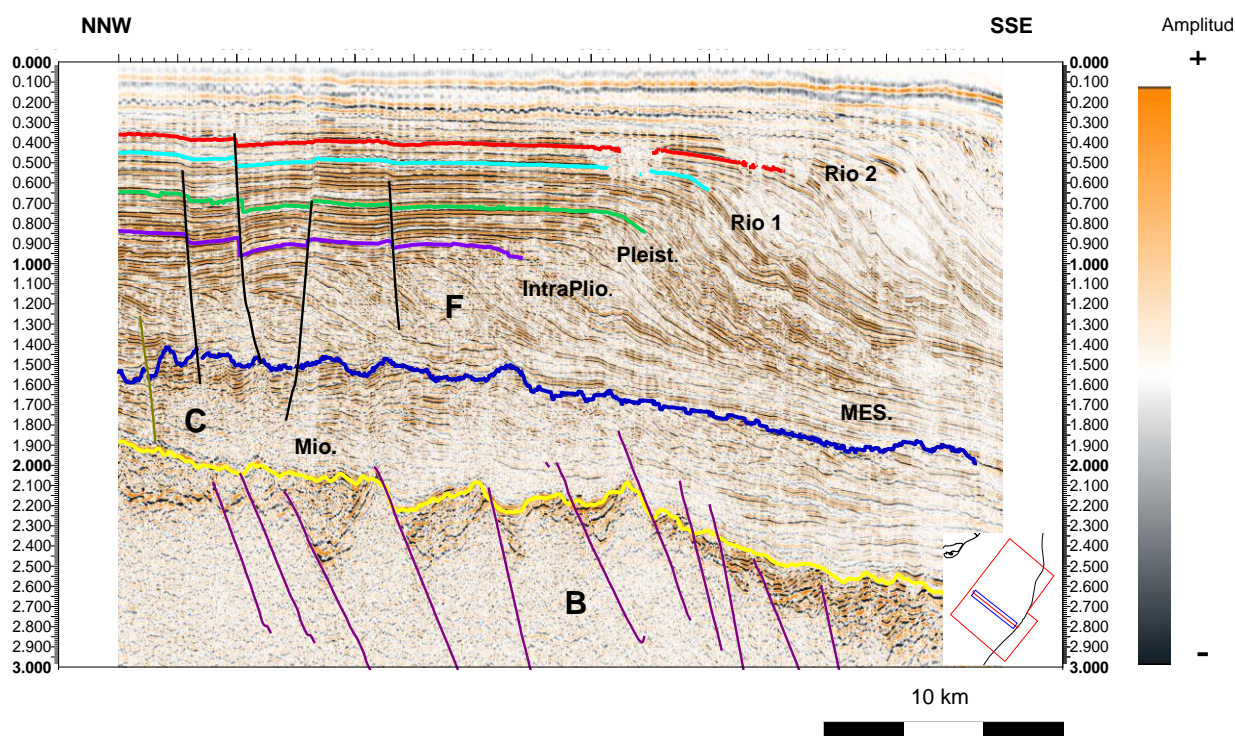


Fig. 7. Perfil sísmic que mostra les falles de basament (tipus B) tallant el reflector corresponent a la base del Miocè. Aquestes són falles sinrift. També s'observen les estructures de tipus C i F (C tallen la seqüència miocena però no tenen afecten els reflectors més moderns, les F es propaguen fins a prop del fons marí). Totes les falles són de tipus normal. El requadre vermell indica la localització de la línia sísmica dins del bloc.

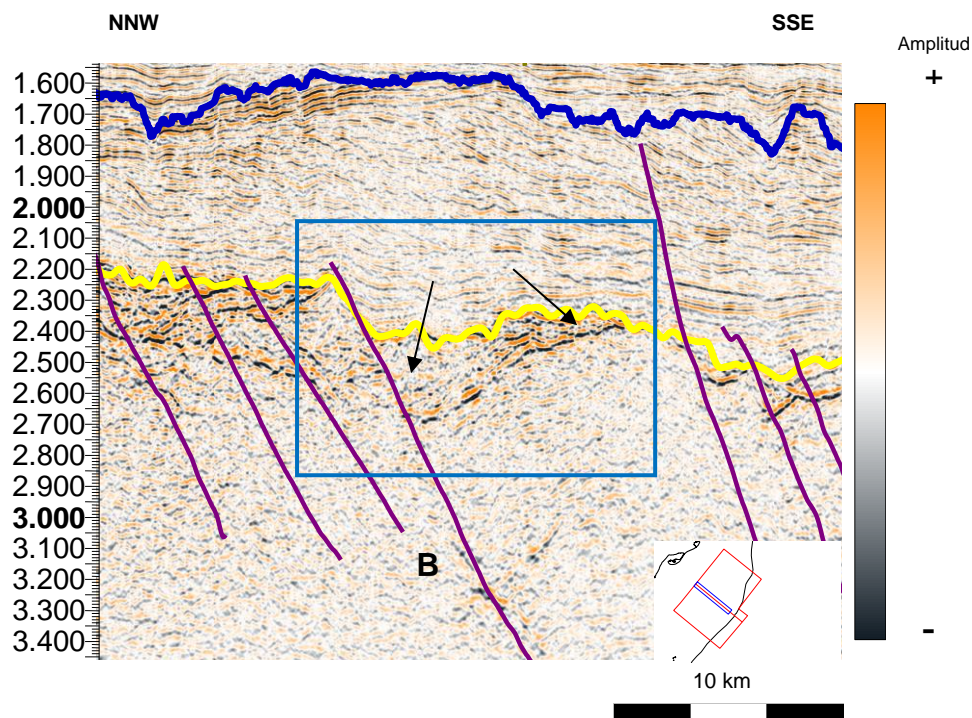


Fig. 8. Detall del caràcter sinsedimentari de les falles de basament. En el requadre blau s'observa perfectament la variació de potència dels sediments sinrift en les zones afectades per falles (major gruix en el bloc superior prop de la falla). El requadre vermell indica la localització de la línia sísmica dins del bloc.

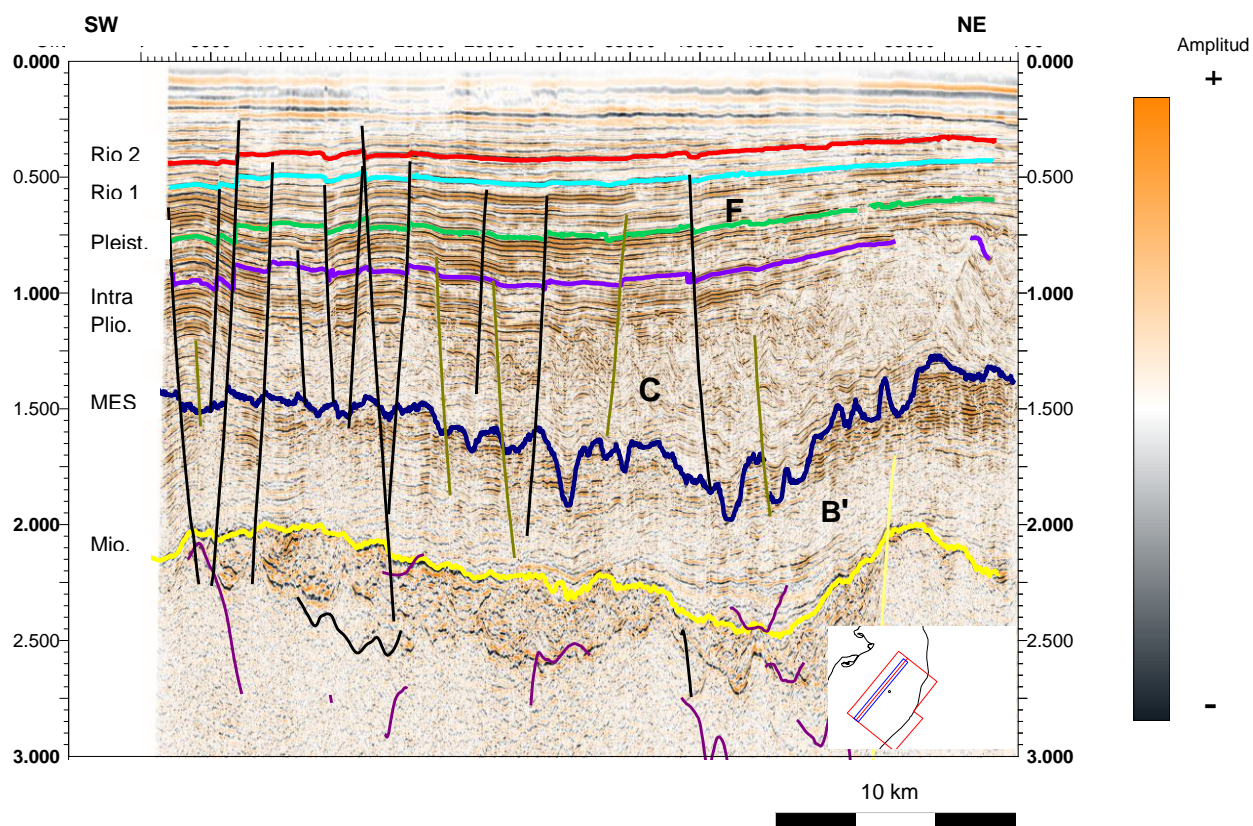


Fig. 9. Perfil sísmic que mostra les estructures de tipus C i F i la seva influència sobre la seqüència estratigràfica. El requadre vermell indica la localització de la línia sísmica dins del bloc.

4.2. Reconstrucció dels horitzons estratigràfics amb consideració de les estructures: relació morfologia-tectònica.

Per poder observar la relació entre els diferents grups d'estructures tectòniques digitalitzades, sobre la morfologia dels diferents nivells estratigràfics Cenozoics, s'ha treballat sobre tres horitzons claus: La base del Miocè, la superfície d'erosió Messiniana i la base del Pleistocè (Fig. 10a, 10b i 10c respectivament). A més a més s'han extret un conjunt d'isòpaques per tal de visualitzar millor, diferències de gruix associades a la sedimentació sintectònica i així datar més acuradament el període d'activitat de les falles. Les isòpaques utilitzades en aquest treball són: base Miocè-Messiniana, Messiniana-IntraPliocè, Messiniana-base Pleistocè i base Pleistocè- límit Sicilià-Tirriniana (reflector Rio2) (Fig. 11, 12, 13 i 14 respectivament).

Base del Miocè (Fig.10a).

A trets generals, la morfologia que es pot observar en aquest mapa estructural en temps està caracteritzada a la zona 1 per la presència d'una elevació o alt estratigràfic força marcat i de dimensions relativament grans (aproximadament 300 km²) amb un desnivell respecte a les depressions adjacents aproximat de 0.4 s twtt. Aquest alt presenta una morfologia relativament irregular i una orientació pràcticament E-W. S'interpreta en aquest cas com a un horst en el qual podem observar un gran conjunt d'estructures (tipus B, C i F). La zona 2, en canvi, està caracteritzada en tota la seva àrea, per la presència aparent d'una depressió que es fa més profunda en el seu límit nord-oriental i que presenta una orientació pràcticament E-W. La zona 3 torna a estar caracteritzada per la presència d'un alt estratigràfic de dimensions més modestes (aproximadament 64 km²), de morfologia relativament regular i que, de la mateixa manera, presenta una orientació pràcticament E-W. s'interpreta també com a un petit horst. Per últim, la zona 4 està caracteritzada per el domini d'àrees profundes, que en la part més externa, són degudes a un "pull-down" induït pel talús continental i pel major temps de viatge de les ones sísmiques al llarg d'una columna d'aigua més gran.

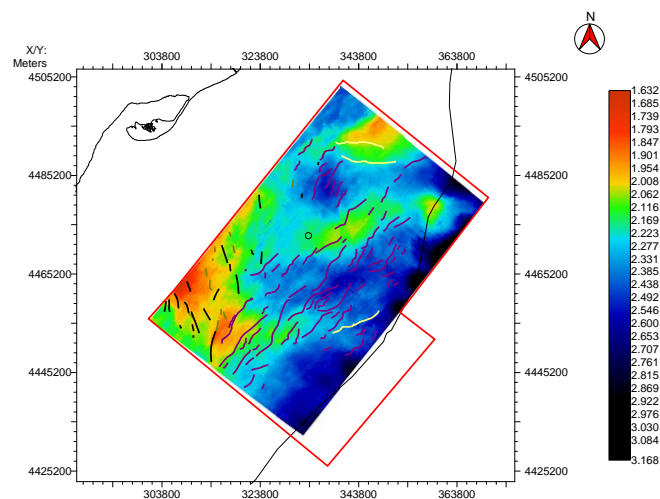


Fig.10a. Mapa estructural en temps (s twtt) corresponent a la base del Miocè i intersecció amb les estructures tectòniques. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

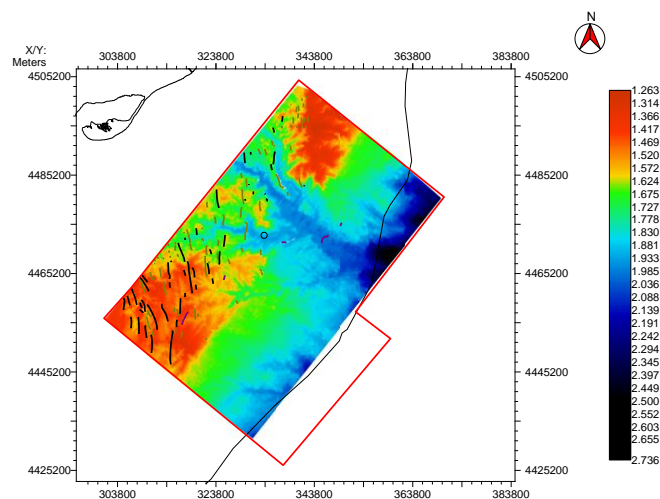


Fig.10b. Mapa estructural en temps (s twtt) corresponent a la superfície d'erosió del Messinià i intersecció amb les estructures tectòniques. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

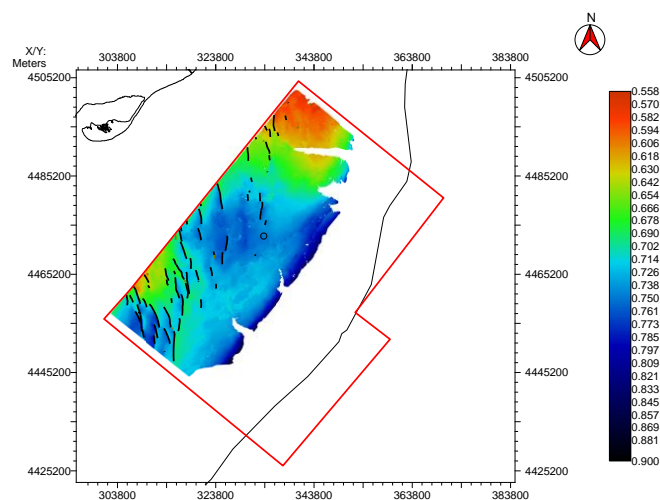


Fig.10c. Mapa estructural en temps (s twtt) corresponent a la base del Pleistocè en i intersecció amb les estructures tectòniques. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

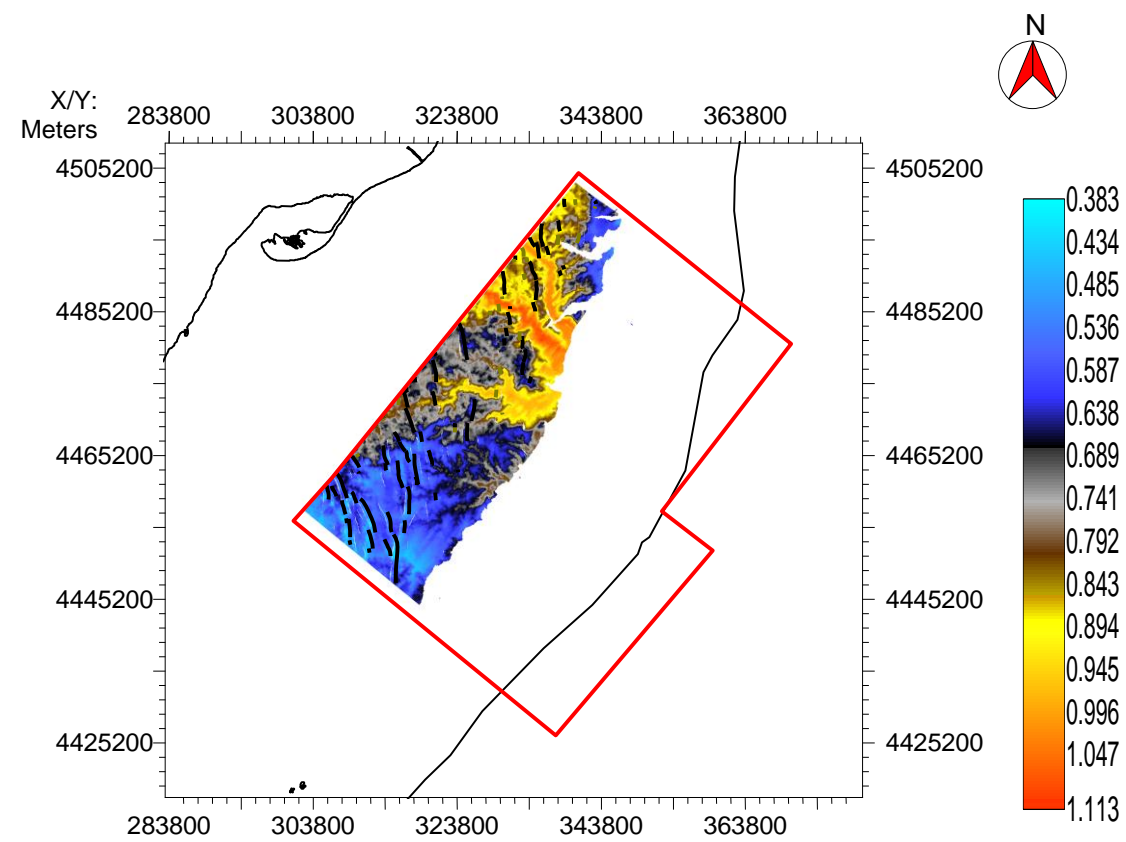


Fig. 11. Isòpaca realitzada entre els intervals de temps Miocè-Messinià en s twtt. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

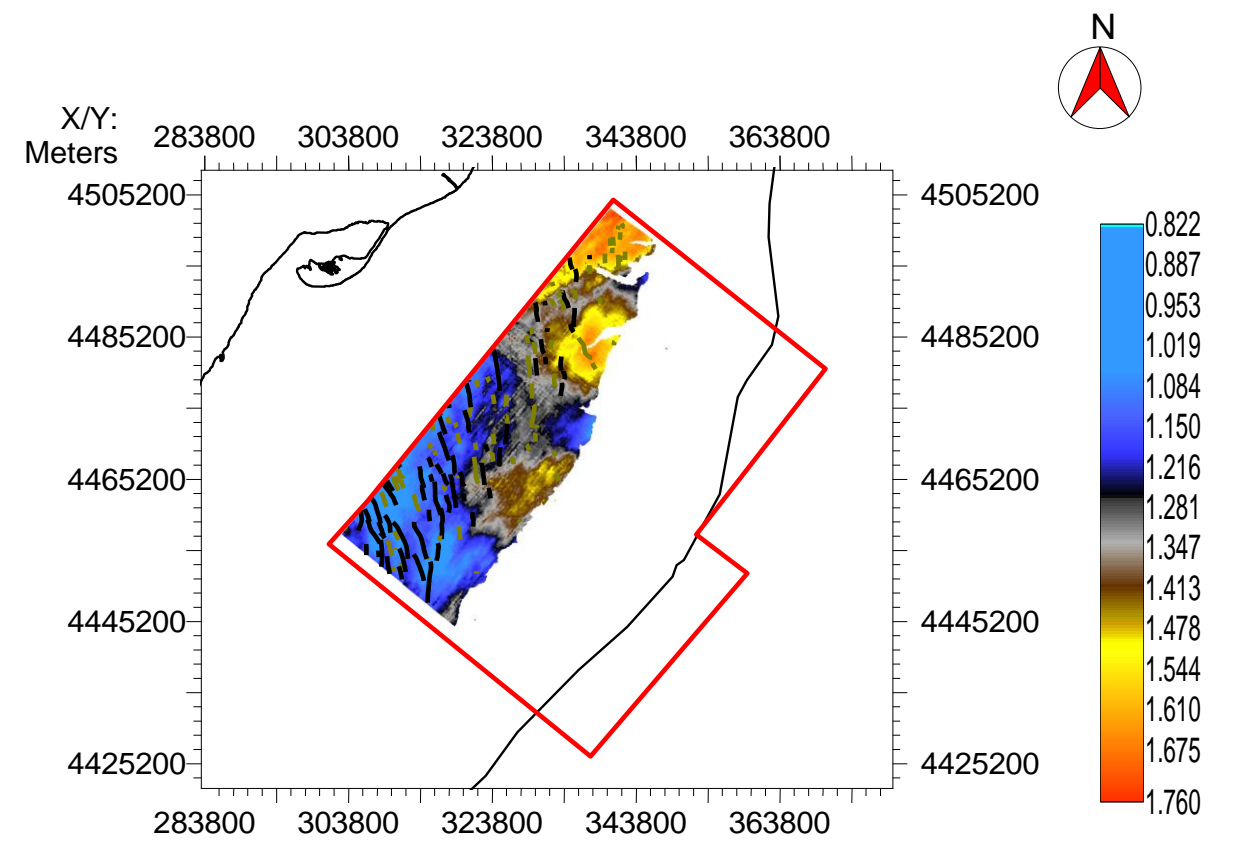


Fig. 13. Isòpaca realitzada entre els intervals de temps Messinià-base Pleistocè en s twtt. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

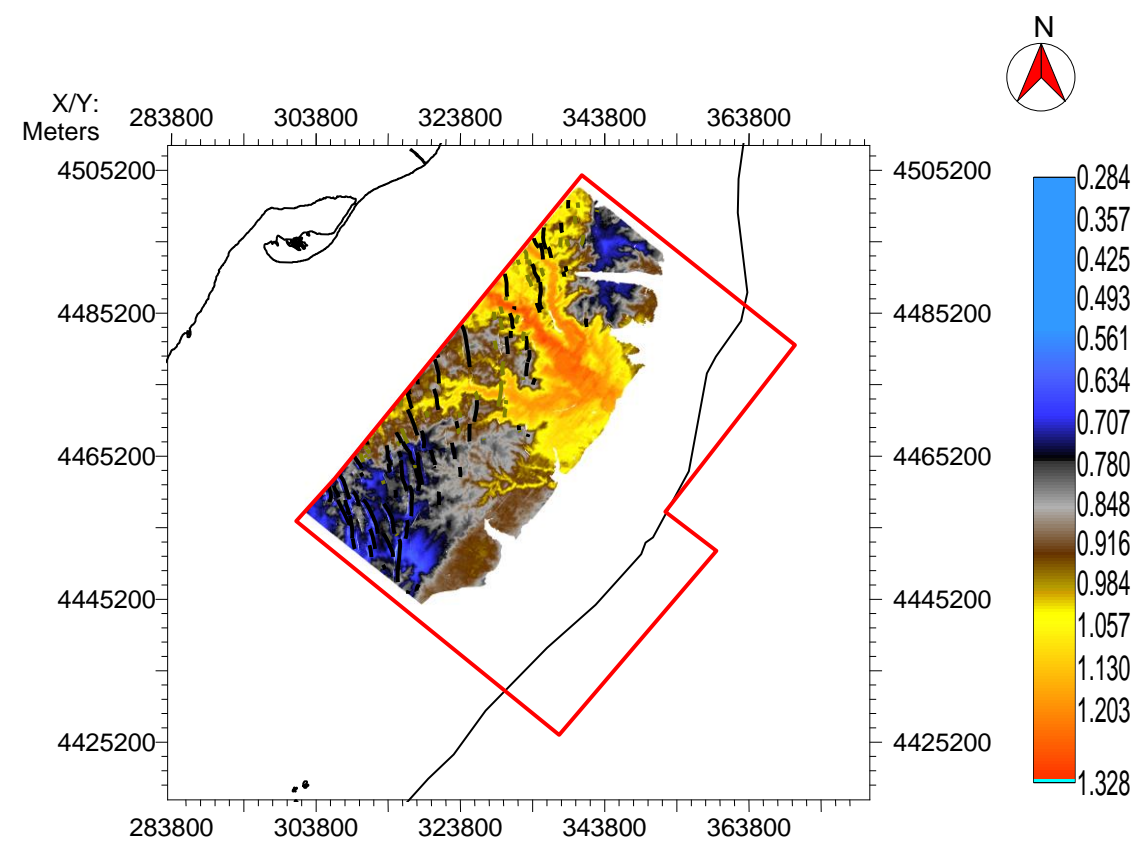


Fig. 12. Isòpaca realitzada entre els intervals de temps Messinià-IntraPliocè en s twtt. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

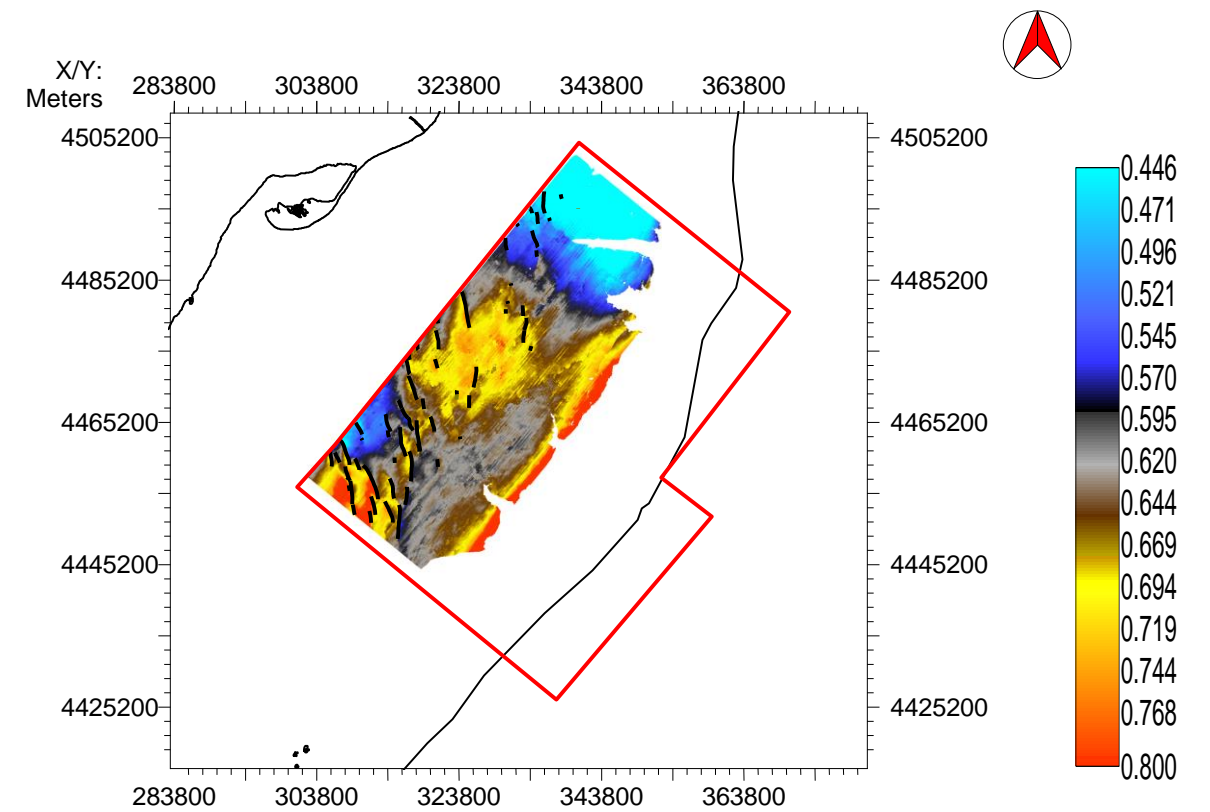


Fig. 14. Isòpaca realitzada entre els intervals de temps base Pleistocè-límit Sicilian-Tirrinian (Rio2) en s twtt. Mapa en coordenades UTM (metres, zona 32).

S'observa la presència dominant de les falles del basament (tipus B i B'). Aquestes estructures són principalment presents en tot el sector central i nord-oriental del bloc sísmic (zones 2 i 4). A priori, no s'observa que aquestes estructures tinguin una influència remarcable sobre la morfologia a gran escala d'aquest horitzó. De fet, aquestes falles no són paral·leles (tal i com caldria esperar), a la morfologia de gran escala visible en aquest horitzó (alts i depressions, suposats horsts i grabens). Sí s'observa puntualment però, que les estructures de tipus B', que apareixen principalment al sector nord-oriental (zona 3), són paral·leles i tenen una influència sobre el possible horst que es troba en aquesta zona. Com ja hem dit, aquestes falles no tenen una continuació cap a horitzons estratigràfics superiors, tret d'alguna excepció ocasional.

S'observen també en aquest mapa estructural, però en menys proporció, les estructures intermèdies i subsuperficials (falles de tipus C i F) que es concentren bàsicament en el sector nord-occidental del bloc sísmic (zones 1 i puntualment 2) i que aparentment poden estar relacionades d'alguna manera amb l'alt present a la zona 1.

Superfície d'erosió Messiniana (Fig. 10b).

Aquest horitzó es caracteritza per la presència de 3 grans regions morfològiques que s'estructuren aproximadament paral·leles a la costa (veure Urgeles *et al.*, 2011). Així doncs, la Regió I (zones 1, 2 i 3) és la més proximal i es caracteritza per presentar un accentuat relleu topogràfic amb la incisió d'una complexa xarxa de drenatge amb forma de V en la qual, es poden identificar fins a 5 diversos canals tributaris de fins a 5 ordres diferents. Aquesta xarxa fluvial es correspondria amb el riu Ebre Messinià (Paleo-Ebre) (Urgeles *et al.*, 2011). Els alts topogràfics adjacents a aquesta vall fluvial poden arribar a tenir més de 1300 m d'alçada i estan estretament relacionats amb els processos erosius imperants durant aquella època. La zona 4 es correspondria amb la Regió II i part de la Regió III en la zonació realitzada per Urgeles *et al.*, 2011. Aquesta està caracteritzada també per la presència ben desenvolupada de la xarxa de drenatge messiniana, encara que amb absència o menor incisió de

canals tributaris. En aquesta zona el relleu es suavitza i les zones adjacents a la vall generalment no superen els 400 m d'alçada (Urgeles *et al.*, 2011).

En aquest mapa estructural podem observar la predominança pràcticament total de les estructures de tipus C i F. Aquestes estructures estan limitades i distribuïdes al llarg de tot el sector NW del bloc sísmic (Regió I de Urgeles *et al.*, 2011, zones 1, 2 i 3) i es prolonguen a nivells estratigràfics superiors. Les estructures de tipus B apareixen molt puntualment a la zona 4, sent pràcticament inexistent, fet indicatiu de que no exerceixen un control tectònic important en aquesta època. Les estructures intermèdies i superficials, en canvi, sí tenen una influència aparent sobre la morfologia d'aquest horitzó. Així doncs, s'observa com moltes d'elles marquen o delimiten perfectament alguns dels canals o tributaris del paleo-riu Ebre (zona 3). A més a més, moltes de les estructures del sector més occidental (zona 1 i 2) es concentren delimitant petits elevacions topogràfiques.

Base del Pleistocè (Fig.10c).

La morfologia d'aquest mapa estructural es caracteritza per presentar un alt topogràfic en el sector més nord-oriental (zona 3). Per contra, observem com l'elevació que fins ara era present en el sector nord-occidental (zona 1), pràcticament desapareix en aquesta època, tot i que encara és visible. En la zona 2 continua existint una depressió, però aquesta ja no presenta una morfologia característica d'erosió fluvial. Es tracta d'una depressió més ampla i que presenta una orientació igualment E-W,. També es poden observar en el sector més septentrional del bloc, el conjunt d'incisions abruptes que es corresponen amb els actuals canyons submarins presents en aquesta zona.

S'observa una predominança pràcticament total de les falles de tipus F, fet indicatiu de que les estructures de tipus C no eren actives durant aquesta època. Aquestes estructures es troben limitades i es localitzen novament al llarg de tot el sector NW del bloc sísmic (zones 1, 2 i 3), però s'aprecia una disminució gradual en la densitat d'aquestes estructures cap al nord. Aquestes estructures delimiten clarament les irregularitats d'aquest horitzó i separen

clarament les zones topogràfiques elevades de les baixes. Les falles visibles en aquest mapa estructural segueixen prolongant-se al llarg de tot el Pleistocè.

4.3. Tendència i evolució general de les falles.

A trets generals es pot observar, mitjançant l'anàlisi de les isòpaques utilitzades en aquest treball (Fig.11, 12, 13 i 14), com la major densitat de les estructures intermèdies i superficials (falles de tipus C i F), es localitza gairebé sempre en els sectors a on el volum sedimentari Plio-Quaternari és menor (zones de color blau). Aquesta relació es pot observar en tots els nivells estratigràfics estudiats, tret de la isòpaca realitzada per a l'interval de temps base Pleistocè-límit Sicilià-Tirrinia (Rio2) (Fig.14), en la qual la tendència canvia. En aquest interval, algunes de les zones que sempre havien tingut un menor gruix sedimentari, passen a ser les que tenen més acumulació de sediments (zona 1) i a la inversa, les que presentaven un volum més elevat de sediments, passen a tenir una acumulació molt menor (zona 3).

Per altra banda, es pot observar en tots els mapes d'isòpaques, com les estructures de tipus C i F, sempre presenten una major densitat i una major magnitud areal, en el sector nord-occidental del bloc sísmic (zones 1 i 2), on poden arribar a assolir longituds de fins a 8-10 km. Per contra s'observa com aquestes estructures es van fent més modestes cap al nord (zona 3), on sovint presenten longituds inferiors a 1 km (Fig. 11, 12, 13 i 14).

Pel que fa relació a la influència de les estructures, es pot observar de nou (Fig. 12 i 13), com molts dels paleo-tributaris estan delimitats per algunes de les falles de tipus C i F.

Es pot observar també l'evolució sedimentària de la zona d'estudi al llarg del temps. S'observa clarament el rebliment de la vall on es situava el Paleo-Ebre durant el Messinià, així com els canals funcionals (colors vermells més intensos) al llarg de les diferents èpoques (Fig.12 i 13).

5. Discussió.

Els resultats obtinguts en aquest treball permeten identificar almenys tres clares fases extensives que es correlacionen amb els tres grups o famílies d'estructures tectòniques. En funció de la orientació i característiques de les estructures, es pot dir que aquestes s'han format en resposta a dos esforços tectònics diferents. Així doncs, s'interpreta una primera fase extensiva d'edat Oligocè superior- Miocè inferior, definida per les estructures de tipus B i B'. Aquestes estructures estan relacionades amb el conjunt d'esforços tectònics que van donar lloc a la fase de rift que ocasionà l'obertura del canal de Valencia (Roca *et al*, 1999, Maillard & Mauffret, 1999). Aquestes estructures, que al llarg de totes les Cadenes Costaneres Catalanes, donen lloc a un conjunt de horsts i grabens (Solé Sugrañes, 1978), tenen en la seva majoria una orientació NE-SW i són, per tant, paral·lels a la costa. En la zona d'estudi però, no s'ha pogut observar clarament la relació entre alts i depressions (suposats horsts i grabens), o si més no, en els mapes estructurals en temps analitzats. Aquest fet es podria atribuir a que la morfologia observada en la nostra petita àrea d'estudi, reflexa el producte d'una fase tectònica compressiva (Paleogen) i processos erosius al límit entre Mesozoic i Cenozic.

Les estructures de tipus B' s'interpreten i correlacionen amb les estructures o falles de transferència (estructures strike-slip), presents en tot el marge continental i que formen autèntics corredors tectònics (Vegas *et al*, 1992). Aquestes estructures tenen en general una orientació E-W i són pràcticament perpendiculars a les falles de tipus B. La gènesi d'aquestes falles es troba en l'obertura i fragmentació del propi canal de Valencia (Vegas *et al*, 1992) i estan associades, en aquesta conca, a tres grans zones de fractura que són: Zona de fractura nord-Baleàrica, Zona de fractura Central i Zona de fractura d'Eivissa (Maillard & Mauffret, 1999). Aquestes estructures de transferència juguen un paper molt important en l'estructuració del marge i són les responsables, en particular, del tancament del canal de Tarragona i la fosa de Barcelona, la formació del massís del Garraf i la falla del Llobregat, i de la generació dels domos volcànics entre d'altres processos rellevants (Maillard *et al*, 1992). En la

zona d'estudi s'ha pogut observar com aquestes estructures, tenen la mateixa orientació i sovint delimiten alguns dels alts i depressions presents durant l'Oligocè terminal.

Per una altra banda, s'interpreten una segona i una tercera fases extensives d'edat Pliocena i Plio-Quaternaria, definides per les estructures de tipus C i F respectivament. Aquestes estructures estan aparentment relacionades amb un mateix camp d'esforços tectònics i tenen en el seu conjunt una orientació NW-SE, però clarament estan diferenciades en el temps. En aquest treball s'han pogut observar dues fases de màxima nucleació (moment relatiu en el qual es genera la falla) entre unes i altres estructures i que indiquen les edats relatives de cadascuna d'elles. Es podria parlar doncs, de dos pics d'activitat separats en el temps però controlats per el mateix conjunt d'esforços tectònics.

Els esforços que van donar lloc a aquestes estructures no són tan clars. Alguns autors recolzen la idea de que el vulcanisme present en aquest marge durant el Neogen (sobre tot a partir del Miocè), pot ser el responsable de la generació d'aquests dos grups d'estructures, si més no, de les més modernes (Maillard *et al*, 1992). Així doncs es podria relacionar la segona d'aquestes fases extensives, a un cicle volcànic de tipus alcalí d'edat Miocè superior-Pleistocè (Holocè) (Roca, 1992., Muñoz *et al.*, 2005). Les illes de les Colombreres són un bon exemple d'aquest vulcanisme i es situen geogràficament, molt a prop de la zona d'estudi.

El fet que les estructures de tipus C i F vagin minvant de magnitud cap al nord concorda amb aquesta teoria, ja que podria ser un signe indicatiu de que la màxima deformació estigui concentrada en l'arc volcànic i que aquesta es vagi atenuant a mida que es desplaça cap al nord.

Altres hipòtesis que podrien donar una explicació factible a la gènesi d'aquestes estructures, podrien trobar-se en la existència d'algun control tectònic a escala més regional, possiblement relacionat amb l'obertura del rift del Roina (Banda & Santanach, 1992). Aquesta deformació dona lloc a un conjunt de grabens Cenozoics que es prolonguen cap al sud-oest i que afecten al canal de Valencia (Banda & Santanach, 1992).

La MSC i l'estructuració de la seva superfície d'erosió, així com la redistribució de càrregues associada a aquest esdeveniment (deposició de les sals, denudació dels marges continentals, supressió i posterior addició d'una part important de la columna d'aigua, etc) (Ryan., 1976, Rouchy & Caruso., 2006, Escutia & Maldonado, 1992, Maillard *et al.*, 2006, Urgeles *et al* 2011), pot haver jugat un paper important en la formació d'algunes d'aquestes estructures. Així doncs, la desecació parcial o total de la conca durant aquest període (Ryan, 1976, Clauzon, 1982), sumat als forts processos erosius que van donar lloc al paleorelleu observat, podria haver provocat la descàrrega sobtada dels sediments miocens i de la columna d'aigua generant el rebot isostàtic de les zones més elevades on l'erosió i posterior acumulació de nous sediments també és més important (zones 1- 3). A més a més, s'ha pogut observar com algunes de les estructures de tipus C i F aparentment es troben delimitant alguns dels canals tributaris del paleo-riu Ebre. Aquest fet pot ser indicatiu de la existència d'un cert control tectònic per part de les falles, o bé a l'inversa, que la pròpia morfologia del paleo-riu hagi jugat un paper important en el desenvolupament d'aquestes estructures. El fet de no observar la presència de falles sobre el canal principal del paleo-riu, podria correlacionar-se amb la no existència de cap control tectònic.

A partir de l'anàlisi del conjunt de mapes d'isòpaques generats entre diversos intervals de temps, s'ha pogut observar que, de manera general, la major densitat de falles es localitza sempre en els sectors que presenten un menor volum de sediments, almenys fins al Pleistocè, període a partir del qual la tendència sembla que canvia. Aquest fet pot ser indicatiu de la alta progradació del marge durant els períodes de transgressió i regressió característics del Quaternari i que estan associats amb importants canvis eustàtics del nivell del mar.

6. Conclusions.

A partir de l'anàlisi de les falles digitalitzades a la plataforma de l'Ebre, mitjançant les dades d'un bloc de sísmica 3D, es pot concloure que:

- Existeixen almenys 3 fases extensives definides per els grups o famílies d'estructures tectòniques següents:
 - Una primera fase de rift d'edat Oligocè- Miocè inferior, definida per les estructures designades com de tipus B i B'. Aquestes estructures són falles que afecten el basament Mesozoic i Paleozoic. Són falles de gran magnitud i que presenten salts molt importants. Les estructures de tipus B es caracteritzen per presentar, generalment, una única orientació NE-SW. Les estructures de tipus B' es caracteritzen per presentar orientacions generals E-W i es correlacionen amb falles amb un component de strike-slip, associades amb la estructuració del canal de Valencia.
 - Una segona fase extensiva d'edat Pliocena (Miocè superior?), definida per les estructures designades com de tipus C. Aquestes són falles intermèdies de magnitud baixa, amb salts molt petits. Es tracta d'estructures que tenen influència sobre els sediments miocens i pliocens, però que rarament tenen una continuïtat sobre els sediments més moderns. Es caracteritzen per presentar una orientació general NW- SE i poden estar relacionades amb una descompactació diferencial produïda durant la MSC.
 - Una última fase extensiva d'edat Plio-Quaternaria, definida per les estructures de tipus F. Aquestes Són falles de magnitud moderada/baixa, presenten en general petits salts i es caracteritzen per tenir una orientació preferent NW-SE. Són estructures que es propaguen fins a condicions quasi superficials i que tenen una influència sobre tota la seqüència Cenozoica i poden estar associades aparentment amb el vulcanisme Quaternari de les illes Columbretes.

Pel que fa referència a l'anàlisi de la quantitat i presència dels grups d'estructures observables es pot concloure que:

- Les estructures profundes o de basament, predominen majoritàriament en la zona central i nord-oriental del bloc sísmic i tenen en el seu conjunt, una densitat inferior a les més modernes. No presenten una relació important sobre la morfologia de la base del Miocè.
- Les estructures superficials i intermèdies són molt més abundants en el sector nord occidental del bloc sísmic i es fan menys patents en el sector nord oriental del mateix. El conjunt d'aquests dos grups d'estructures presenten una densitat superior a les del basament.
- En termes de zonació, es pot observar un límit de presència força clar que delimita les estructures més modernes exclusivament al sector NW del bloc sísmic. Aquest límit es podria correlacionar d'alguna manera amb la Regió I del Messinià (veure Urgeles et al., 2011), ja que aquesta coincideix amb el límit de presència d'aquestes estructures.

Pel que fa referència a la orientació i magnitud de les estructures observables es pot concloure que:

- Existeix una marcada diferencia entre la orientació i la tendència de les estructures del basament respecte de les estructures intermèdies i superficials.
- Aquesta diferència és aproximadament d'uns 45° - 60° entre unes estructures i altres. Aquest fet, sumat a la diferència de magnitud (salt de falla i longitud areal) entre les estructures més antigues i les més modernes, és indicatiu de la presència de almenys dos tipus d'esforços tectònics diferents.

7. Bibliografia.

- Agusti, J., Cabrera, L., Garcès, M., Krijgsman, W., Oms, O. & Pares, J.M. (2001): A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe: State of the art. *Earth Sci. Rev.* 52: 247–260.
- Alonso, B., Field, M. E., Gardner, J., & Maldonado, A. (1990). Sedimentary evolution of the Pliocene and Pleistocene Ebro margin, northeastern Spain. *Marine Geology*, 95, 313-331.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P. and Solé Sugañes, L. (1979). Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 242-270.
- Ambalàs, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Liqueste, C., Hughes-Clarke, J.E., Casamor, J.L. & Calafat, A.M. (2006). Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean Basin. *Marine Geology*, 234, 3-20.
- Babault, Julien., Loget, Nicolas., Jean Van Den Driessche., Sebastien Castelltort., Stephane Bonnet., Philippe Davy. (2006). Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis?. *Geomorphology*, 81, 1-2, 20, 155-165, ISSN 0169-555X.
- Bartrina, M., Cabrera, L., Jurado, M., Guimerà, J., & Roca, E. (1992). Evolution of the central Catalan margin of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 219-247.
- Bertoni, C. & Cartwright, J. (2005). 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the 841 Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean). *Basin Research*, 842 17, 43-62. 843.
- Campos, J., Maldonado, A. & Campillo, A.C. (1992). Post-Messinian evolutionary patterns of the Central Alboran sea. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 173-178.
- Cita, M.B., Ryan, W.B.F. (1978). Messinian erosional surfaces in Mediterranean. *Marine Geology* 27, 193–363.
- Clauzon, G. (1982). Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du 'dessicated deep-basin model' (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bulletin de la Société Géologique de France* 24, 231–246.
- Clavell, E., Berastegui, X. (1991). Petroleum geology of the Gulf of Valencia. In: Spencer, A.M. (Ed.), Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons: *Special Publication EAPG*, vol. 1. Oxford University Press, 355–368.

- Dañobeitia Juan J., Alonso Belén., Maldonado Andrés. (1990). Geological framework of the Ebro continental margin and surrounding areas. In: *International Journal of Marine Geology, Geochemistry and Geophysics* Vol. 95 (1990) 265- 287.
- Davies, R. J., Cartwright, J. A., Stewart, S. A., Lappin, M. & Underhill, J. R. (eds) (2004). 3D Seismic Technology: Application to the Exploration of Sedimentary Basins. *Geological Society, London, Memoirs*, 29, 1-9.
- Davies, R. J., Posamentier, H., W., Wood, L., J. & Cartwright, J.A. (2007). Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production. *Geological Society. London, Special Publications*, 277, 253-267.
- Doglioni, C., Guegueri, E., Sàbat, F. & Fernandez, M. (1992). The western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova*, 9, 109–112.
- Escutia, C., & Maldonado, A. (1992). Paleogeographic implications of the Messinian surface in the Valencia Trough, northwestern Mediterranean Sea. *Tectonophysics* (203), 263-284.
- Evans, G., & Arche, A. (2002). The flux of siliciclastic sediment from the Iberian Peninsula, with particular reference to the Ebro. *Geological Society Special Publication* , 191, 199-208.
- Folch & Guillèn, R (director). (1992). Els orògens alpins i La distensió neògena del marge mediterrani Història natural dels països Catalans (Capítols 2 i 3). *Volum Geologia II* 210- 296. *Fundació enciclopèdia catalana, Barcelona*.
- Garcia-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J.M. & Cloetingh, S. (2003). Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *J. Geophys. Res.*, 108 (B7), 2347.
- Garcia-Castellanos, D., Estrada, F., Jiménez-Munt, I., Gorini, C., Fernàndez, M., Vergés, J & De Vicente, R. (2009). Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature Letters*, 462,778-781.
- Gaspar-Escribano, J.M., ter Voorde, M., Roca, E., Cloetingh, S. (2003). Mechanical de-coupling of the lithosphere in the Valencia Trough (NW Mediterranean): what does it mean?. *Earth and Planetary Science Letters*, 210, 1-2, 291-303.

- Gueguen, E., Doglioni, C., Fernández, M. (1998). On the post- 25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 298, 259-269.
- Guimerà, J. and Alvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6(2): 339- 348.
- Grosso, Adriana. (2010). 3D Seismic Analysis of Sedimentary Dynamics from Late Pliocene to Present on the Ebro Continental Margin. Master thesis.
- Kertznus, V. & Kneller, B. (2009). Clinoform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development. *Basin Research*, 21, 738-758.
- Lago, Alejandra. (2010). Mapping of Sedimentary Bodies by 3D Seismic Reflection Data. Master thesis.
- Maillard, A., Mauffret, A. (1999). Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea). *Basin Research*, 11, 357–379.
- Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A.B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., Pinet, B. (1992). Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 57–75.
- Maillard, A., Gorini, C., Mauffret, A., Sage, F. L., & Gaullier, V. (2006). Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia Basin (Northwestern Mediterranean): Scenario for the Messinian Salinity Crisis. *Sedimentary Geology* , 188-189.
- Maldonado, A., & Nelson, C. (1990). The Ebro margin study, northwestern Mediterranean Sea. An introduction. *Marine Geology* , 95, 157-163.
- Mauffret, A., Labarbarie, M. & Montadert, L. (1981). Les affleurements de séries sédimentaires pré.-Pliocene dans le bassin Méditerranée nord-occidental. *Mar. Geol.*, 45, 159-175.
- Morgan, Paul., Fernandez, Manel. (1992). Neogene vertical movements and constraints on extension in the Catalan Coastal Ranges, Iberian Peninsula, and the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 1-4, 185-201.
- Muñoz, A., Lastras, G., Ballesteros, M., Canals, M., Acosta, J., Uchupi, E. (2005). Sea floor morphology of the Ebro Shelf in the region of the Columbretes Islands, Western Mediterranean. *Geomorphology* 72 1-18.

- Nelson, C., & Maldonado, A. (1990). Factors controlling late Cenozoic continental margin growth from the Ebro Delta to the western Mediterranean deep sea. *Marine Geology*, 95, 419-440.
- Parcerisa, D., Gómez Gras, D., Roca, E., Madurell, J. & Agusti, J. (2007) The Upper Oligocene of Montgat (Catalan Coastal Ranges, Spain): new age constraints to the western Mediterranean Basin opening. *Geologica Acta*, 5, 3-17.
- Roca, E. (1992). L'estructura de la conca Catalano- Balear: Paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi. *Tesi doctoral 330 p. Universitat de Barcelona*.
- Roca, E., Guimera, Joan. (1992). The Neogene structure of the eastern Iberian margin: Structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 1-4, *Geology and Geophysics of the Valencia through Western Mediterranean*, 203-218.
- Roca, E., Desegaulx, P. (1992). Analysis of the geological evolution and vertical movements in the Valencia Trough area, western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 9, 2, 167-176, *IN1-IN8*, 177-185.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., & Marzo, M. (1999). Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics*, 315, 209-233.
- Rosenbaum, G., Lister, S., Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *In: Rosenbaum, G. & Lister, G. S. (2002). Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107-126.
- Rouchy, Jean Marie & Caruso, Antonio. (2006). The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology* 188-189 35-67.
- Ryan, W. (1976). Quantitative evaluation of the depth of the Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. *Sedimentology* (23), 791-813.
- Ryan, W.B.F. & Cita, M.B. (1978). The nature and distribution of Messinian erosional surfaces- indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Mar. Geol.*, 27, 193-230.
- Sàbat, F., Roca, E., Muñoz, J., Vergés, J., Santanach, P., Masana, E., et al. (1997). Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-Valencia trough seismic profile. *Rev. Soc. Geol. España* (8), 431-448.

- Salas, R. (1987). El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà. *Ph.D. Thesis. Univ. Barcelona*, 345 pp.
- Schindler, Axel., Jurado, Maria-Jose., Müller, Birgit. (1998). Stress orientation and tectonic regime in the northwestern Valencia Trough from borehole data. *Tectonophysics*, Volume 300, Issues 1-4, 31, Pages 63-77, ISSN 0040-1951.
- Solé Sugrañés, L. (1978). Alineaciones y fracturas en el sistema catalán según las imágenes LANDSAT-1. *Tecniterrae*, 22: 6 16.
- Stampfli, G.M. & Höcker, C.F.W. (1989). Messinian paleorelief from a 3D seismic survey in the Tarraco concession area (Spanish Mediterranean Sea). *Geologie en Mijnbouw*, 68, 201-210.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslam, I., Hardman, M. (2011): New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Research*, 23: 123-145.
- Vegas, R. (1992). The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics*, 203, 1-4, *Geology and Geophysics of the Valencia through Western Mediterranean*, 249-261.
- Watts, A.B., Torné, M. (1992). Subsidence history, crustal structure and thermal evolution of the Valencia Trough; a young extensional basin in the Western Mediterranean. *Journal of Geophysical Research* 97, 20021–20041.